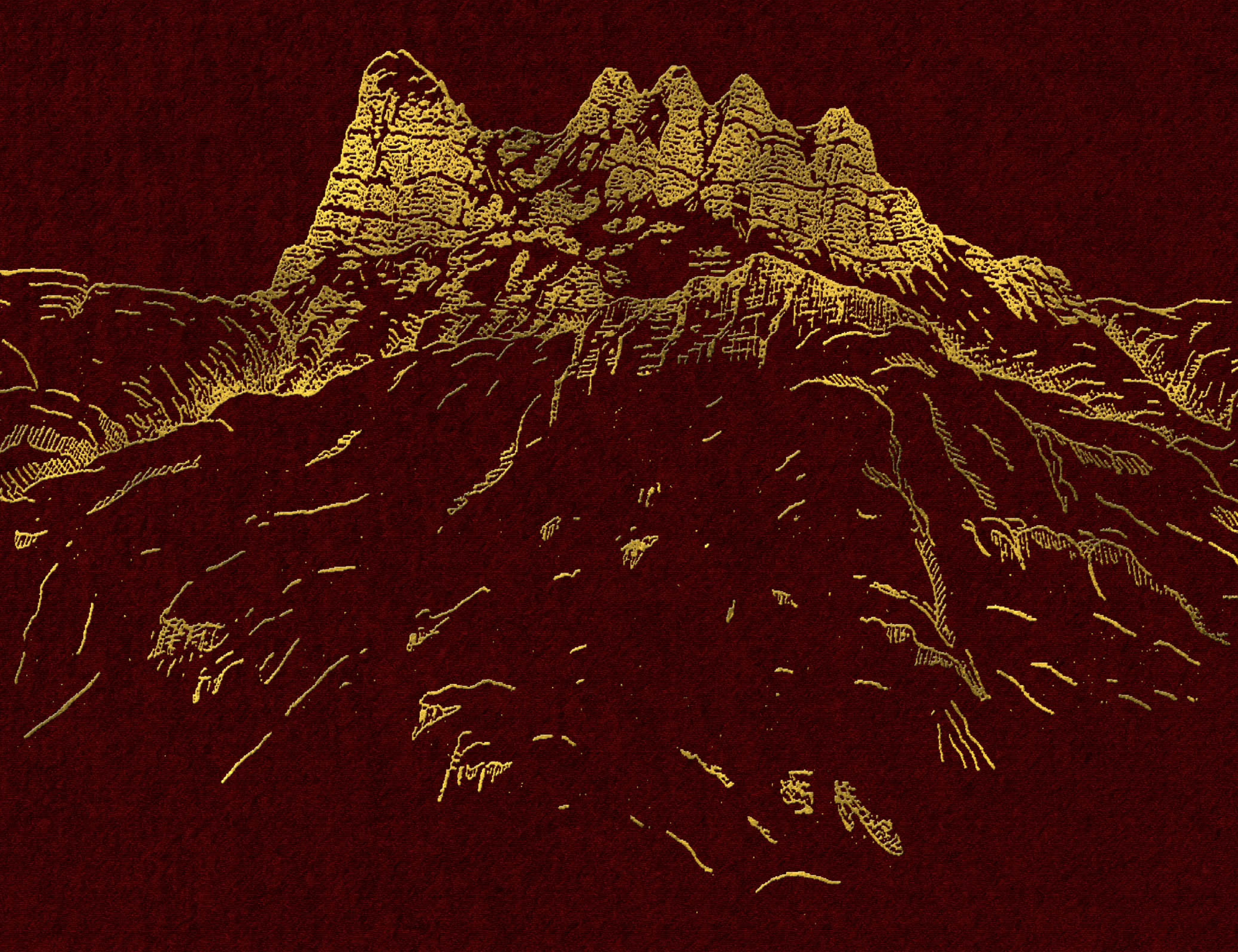
El Cerro Hermoso de los Llanganates, Ecuador

Walther Sauer



α

[Boletín de Informaciones Científicas Nacionales, N° 85, Casa de la Cultura Ecuatoriana, 1958, pp. 465-499]

EL CERRO HERMOSO DE LOS LLANGANATES EN EL ECUADOR

LA EDAD GEOLÓGICA DE LA CORDILLERA ORIENTAL

por

Dr. WALTHER SAUER

CONTENIDO

FIGURAS

NOTA PRELIMINAR

El Cuerpo de Redacción ha creído conveniente dar a conocer la carta que el Dr. Walther Sauer ha dirigido al Presidente de la Casa de la Cultura, por contener en sus líneas la historia de le expedición mediante la cual el destacado geólogo pudo estudiar el Cerro Hermoso y extraer de sus observaciones las interesantes conclusiones que los lectores de este Boletín encontrarán en este trabajo.

La referida carta dice lo siguiente:

Dr. Walther Sauer *Frankfurt a.M., a 18 de noviembre de 1957*

Frankfurt a.M.

Korberstrasse 18

Alemania

Señor

Presidente de la Casa de la Cultura Ecuatoriana

Quito – Ecuador

Casilla 67

Estimadísimo señor Presidente:

Por intermedio de la embajada de la República del Ecuador en Bonn estoy entregándole a Ud. mi trabajo sobre el Cerro Hermoso de los Llanganates y la edad geológica de la Cordillera Oriental, para su publicación en el Boletín de Informaciones Científicas Nacionales.

A fines del año 1955 el estimado Director de este Boletín, Dr. Julio Arauz, me había entregado los medios suministrados de parte de la Casa de la Cultura Ecuatoriana para que yo realizara una investigación amplia del misterioso Cerro Hermoso, cuyos resultados geológicos debían ser publicados en el Boletín mencionado.

Emprendí la expedición patrocinada por esa noble institución en el tiempo comprendido entre el 20 de Noviembre y el 5 de Diciembre de 1955. Recogí materiales científicos muy extensos que fueron completados por otra excursión, igualmente a expensas de la Casa de la Cultura Ecuatoriana, esta vez a la zona del río Pastaza entre la hacienda de San Francisco y el Cerro Abitagua, desde el 25 de Enero hasta el 3 de Febrero de 1956.

No había podido terminar los estudios de la rica cosecha científica en el corto lapso de tiempo antes de mi regreso a Alemania fijado ya para fines del mes de Abril de 1956

Se trataba de problemas complicados de la Geología Andina y por eso se necesitaba comprobaciones seguras. Hice estudios especiales de comparación en la Selva Negra en Alemania y en los Alpes Suizos. Investigué los macizos de Aare y de San Gotardo para conocer las relaciones de las formaciones sedimentarias plegadas con los macizos autóctonos en comparación con las condiciones geológicas respectivas del Ecuador. Las preparaciones e investigaciones microscópicas de las muestras petrográficas ecuatorianas las hice en los laboratorios del Instituto Mineralógico de la Universidad Johann Wolfgang Goethe en Frankfurt a.M. Creo que resultó una obra interesante.

El trabajo proporciona contribuciones importantes al conocimiento de la Geología del Ecuador y asimismo a la Geología de los Andes en general.

No habría podido justificarme de haber omitido los esfuerzos de explotar debidamente el gran material científico de las expediciones costosas. Por eso he preferido continuar prolijamente los estudios en Alemania y entregar a Ud., estimadísimo señor Presidente, un trabajo completo para la publicación en el Boletín de Informaciones Nacionales, trabajo que corresponde a la importancia del objeto y a los medios gastados.

Presento a Ud., el testimonio de mi alta consideración.

Muy atentamente,

Dr. WALTHER SAUER.

I – INTRODUCCIÓN

Iª – Primeras noticias geológicas y geográficas sobre el Cerro Hermoso

En su carta del 8 de Julio de 1873 dirigida al Presidente de la República del Ecuador, Don Gabriel García Moreno, el geólogo alemán Dr. Wilhelm Reiss relata los acontecimientos de su viaje al Cerro Hermoso. Había salido de Píllaro para llegar primero hasta el Tambo de Jaramillo y después de algunos días de esfuerzos penosos, estableció su campamento de carpas en la escarpada ensillada de Toldofilo, la que forma parte de la subestructura o zócalo del Cerro Hermoso. Estorbado por el mal tiempo, la caída casi incesante de lluvias y nieves, no pudo realizar sino investigaciones geológicas muy escasas. Otro objeto de la expedición era determinar la altitud y la posición geográfica del cerro, objeto que fue conseguido plenamente. W. Reiss ha observado y calculado la altitud en 4576m. Según observaciones con instrumentos más modernos asciende a 4639m.

Refiriéndose a la geología del cerro W. Reiss menciona la existencia de rocas calcáreas negras de estratificación horizontal, las cuales integran empinadas laderas occidentales, superpuestas sobre un zócalo constituido de micaesquistos verticales. Clasificó las capas negras como calizas pizarrosas bituminosas, quedadas allí como testigo solitario de un manto de sedimentos cretácicos que antes se hubiesen extendido sobre todo el macizo cristalino de la Cordillera Oriental, enlazando tanto con las formaciones cretácicas de la región subandina oriental como con el Cretáceo de la actual Cordillera Occidental. La comprobación de esta teoría concerniente a la totalidad de la geología andina habría contribuido, en primer término, a conocer con certeza la edad geológica de la Cordillera Oriental. Por eso ha sido de gran interés estudiar detenidamente las condiciones geológicas del Cerro Hermoso para averiguar si se pudiera evidenciar la teoría de W. Reiss.

Durante el tiempo comprendido entre el 20 de Noviembre y el 3 de Diciembre de 1955, emprendí una excursión geológica al Cerro Hermoso, en los Llanganates, patrocinada por la Casa de la Cultura Ecuatoriana.

Antes de entrar en la descripción de los resultados de mis estudios he de mencionar los otros exploradores que han publicado por lo menos algunas observaciones escasas relacionadas con la geología de nuestro cerro

Muchos buscadores de tesoros han penetrado en las regiones inhospitalarias de los Llanganates. Desgraciadamente el dinero y las energías gastadas en estas aventuras no han producido ni un mínimo de resultado científico.

En cambio, el famoso geógrafo ecuatoriano Luciano Andrade Marín ha suministrado los primeros conocimientos reales y amplios de la geografía de los Llanganates. Publicó como fruto de su expedición realizada durante los meses Diciembre de 1933, Enero y Febrero de 1934, su interesante libro que contiene también unas indicaciones sobre la posición, forma y climatología del Cerro Hermoso.

En el año 1940, el ingeniero Kakabadse ascendió al Cerro Hermoso. Me comunicó la observación interesante de que el cerro se había presentado en aquel tiempo absolutamente libre de nieve y hielo.

Por otra parte, W. Reiss había visto, en el año 1873, considerables acumulaciones de hielo glaciar entre los dos picos principales y un pequeño glaciar al lado oriental.

Yo mismo observé, durante mi excursión, la existencia de áreas de nieve endurecidas (neviza) en las faldas occidentales que bajaron hasta niveles de 4400m.

Luciano Andrade Marín vio en el año 1933 sólo manchas de nieve en las partes más altas del cerro, que, según su opinión, deberían haber existido únicamente durante ciertas épocas del invierno.

Estas observaciones afirman también en el Ecuador que, en general, el límite de las nieves perpetuas ha subido durante los últimos 80 años, causa conocida, por la que los glaciares del mundo entero han experimentado una merma muy fuerte. Ya desde que Hans Meyer, en el año 1904, hizo sus estudios sobre el límite de la nieve en el Ecuador, los grandes glaciares del lado septentrional del Chimborazo han retrocedido en mayor escala como he podido constatar por mis repetidas investigaciones. Por tanto, no debe sorprendernos que el glaciar relativamente pequeño, observado hace unos 80 años por W. Reiss, haya desaparecido completamente. En la actualidad han quedado sólo áreas insubsistentes de neviza, porque, desde el tiempo de W. Reiss el límite de las nieves perpetuas se ha levantado por encima de las cúspides más altas del cerro.

I^{b} – La expedición efectuada desde el 20 de Noviembre hasta el 5 de Diciembre de 1955. Itinerario y observaciones generales geológicas y morfológicas.

El croquis adjunto N° 1 da la representación del itinerario que he seguido en el viaje. Hice la ida a lo largo del borde septentrional de la Cordillera de Jaramillo y el regreso por el margen Sur de la misma, cuya prolongación oriental se extiende hasta el Cerro Hermoso en medio de los Llanganates.

He tenido la satisfacción de confirmar una observación interesante hecha ya por Luciano Andrade Marín sobre la vegetación de estas regiones.

Los pajonales de los páramos cubren sólo la parte occidental de los Llanganates siempre que el subsuelo esté compuesto por material volcánico, es decir por andesitas y sus derivados piroclásticos. Apenas uno pisa las pizarras cristalinas, que componen la parte oriental de los Llanganates, se observa un cambio extraño de la vegetación. El junco, una especie de bambú enano, amante del frío y de la acuosidad, cubre, en lugar de la paja ordinaria (stipa), las amplias áreas de los valles y sus laderas montañosas en alturas mayores de 3500m. Se extienden los ilimitados juncales monótonos, que caracterizan los suelos húmedos y pantanosos soportados por las rocas poco permeables de los granitos y pizarras cristalinas. En cambio, el subsuelo de las rocas andesíticas, porosas y agrietadas, deja pasar a la profundidad las aguas atmosféricas que caen allá en inmensas cantidades. De este modo la línea divisoria entre la región occidental andesítica y la zona oriental de rocas cristalinas, señalada en el croquis N° 1, representa más o menos el límite entre los pajonales y los juncales de los Llanganates.

En Píllaro empezamos nuestro viaje de exploración geológica (véase croquis N° 1), favorecidos por un tiempo excepcionalmente bueno que nos abandonó sólo por muy pocos días. Primero nos dirigimos al NE, superamos el Pongo y luego viramos al SE hacia la laguna Auca-cocha. Desde la elevación de Chihuilasacha vimos por primera vez, en la lejanía, nuestro cerro. Bajamos el curso superior del río Topo hasta nuestro campamento N° 3, donde el cerro encantado se ofreció a nuestros ojos, esta vez con toda claridad, en dirección Sur. Atravesamos el río Topo y subimos el antiguo valle glaciar que en el Pleistoceno albergó uno de los ventisqueros, ahora desaparecido del Cerro Hermoso. Tuvimos que abrir una trocha en las malezas impenetrables. Por fin llegamos a la ensillada entre el zócalo del Cerro Hermoso y las estribaciones orientales de la Cordillera de Jaramillo, a la que W. Reiss había dado el nombre de Toldofilo. Allá pusimos el sexto campamento que me sirvió de punto de salida para mis exploraciones geológicas durante los cuatro días siguientes.

Como ya mencioné, partes de las zonas superiores del Cerro Hermoso estaban cubiertas de nieve y neviza. La víspera del regreso había caído mucha nieve que envolvió también grandes áreas del zócalo, poniendo término a mis trabajos de investigación.

Para el regreso necesitamos sólo tres días. Pasando la Puerta (véase croquis N° 1) entramos en la región del páramo de Jaramillo, después de haber atravesado el curso superior del río Verde, afluente del río Pastaza. La tarde del segundo día nos vio ya en el tambo de Jaramillo y, el tercer día, llegamos hasta Píllaro.

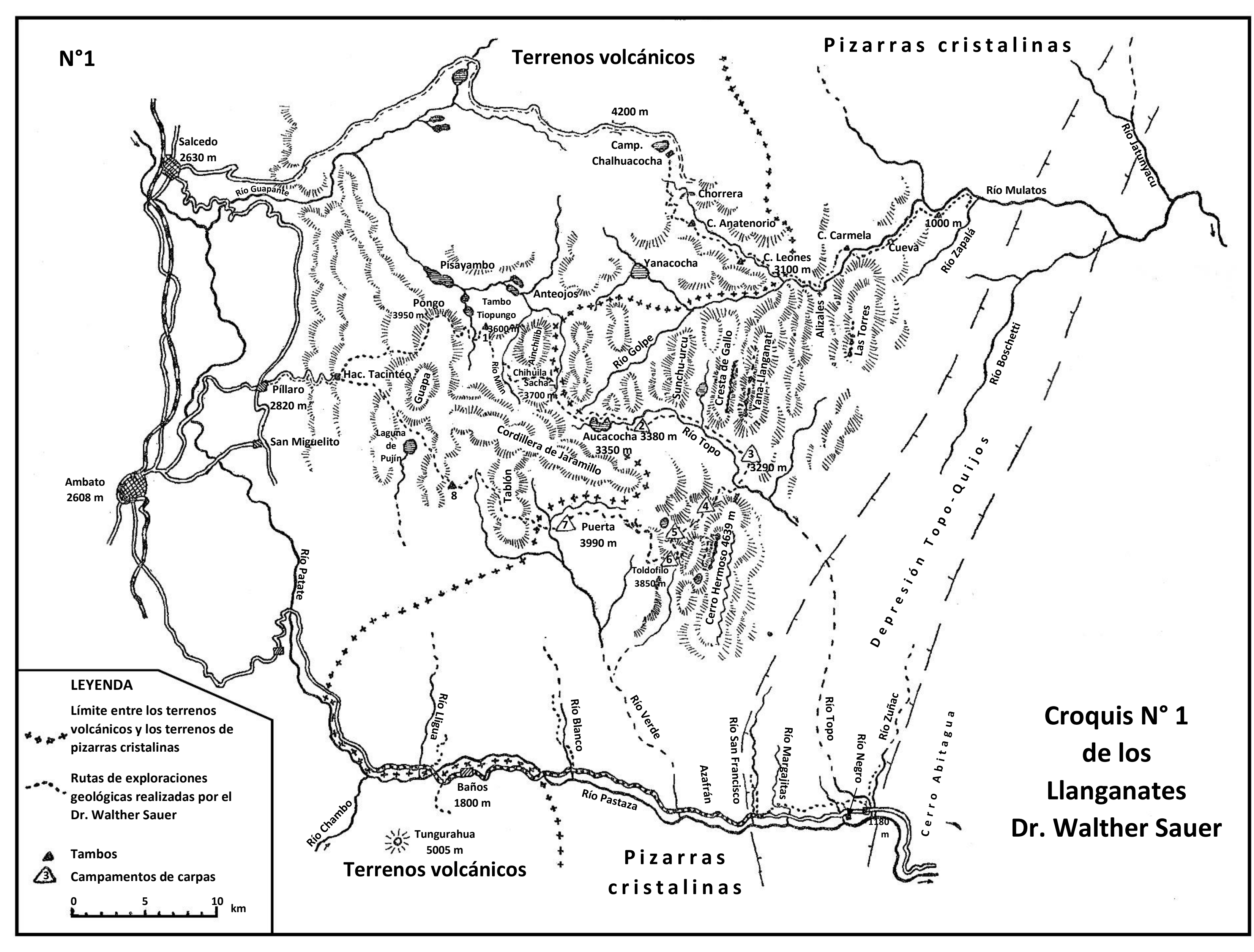


Figura 1. Croquis N° 1 de los Llanganates

II – Estratigrafía de la zona explorada

Las alturas de la Cordillera Oriental lindantes con la depresión interandina están cubiertas de materiales volcánicos de andesitas, lavas, aglomerados y tobas. Son los productos del volcanismo antiguo de la época final del Terciario. Entre el paso de Chihuila-sacha y la laguna Auca-cocha desaparecen las formaciones volcánicas, las que ocultan la faja occidental del núcleo cristalino de la Cordillera Oriental. Sólo a lo largo del borde meridional de la laguna, la cubierta volcánica de la Cordillera de Jaramillo se prolonga en dirección Este.

Vemos surgir la conformación de un paisaje del pasado geológico. En el Terciario la Cordillera Oriental, creada por plegamiento, fue denudada y aplanada fuertemente. La siguiente glaciación pleistocénica, reforzada por el levantamiento general de los Andes, dio lugar a un modelado especial. Durante los períodos glaciares la mayor parte de los Llanganates quedó sumergida debajo de extensos mantos y corrientes de hielo, en lento flujo continuó hacia las zonas exteriores más bajas. Como resultado de la acción erosiva de los glaciares desaparecidos se presentan, actualmente, las características formas redondeadas de los cerros y valles amplios en cuyos fondos no faltan las cochas, lagunas y pantanos tan típicos para los Llanganates. Sólo las cúspides y crestas de los cerros y cadenas más altas se han salvado de la erosión cepilladora del hielo, como demuestran sus peñas ásperas y escarpadas que han salido sobre la superficie del mar de hielo emergiendo como islas y arrecifes. Ejemplos marcados son: Sunchu-urcu, Cresta de gallo, Cerro Hermoso, Yana-Llanganati y las Torres. Este fenómeno permite apreciar que el espesor del hielo pleistocénico, tendido sobre grandes partes de los Llanganates, cual un manto de “Inlandeis”, ha ascendido en ciertos lugares, a más de 300 metros.

El joven río Topo nacido en la laguna Auca-cocha cava su lecho estrecho y poco profundo en las pizarras cristalinas del fondo del valle espacioso, que por su perfil transversal en forma de la letra U, se manifiesta de origen glaciar. Un obstáculo pétreo duro cruza en dirección N-S el valle. Ha resistido a la erosión glaciar tanto que se ha formado un escalón sobre el cual se precipitaron anteriormente las cascadas de hielo. Podemos observar en la superficie de las rocas ahora desnudas el pulimiento y estriamiento característicos para el movimiento rozante del hielo cargado de arena y fragmentos pétreos que produjeron las estrías. Se repiten, río abajo, dos o tres veces los escalones. Sobre ellos se extienden los fondos planos y pantanosos con las lagunas. En los escombros del material morrénico de las laderas se encuentran bloques y fragmentos de gneis, migmatita, granito presionado, micaesquisto y mármol impuro. Poco a poco vira el río hacia el Sur. Aumentada su fuerza de erosión, rápidamente, profundiza su lecho en gran escala, utilizando el desnivel de casi 1000 metros hasta su base de erosión en el río Pastaza.

Desde el lado occidental del Cerro Hermoso han salido dos glaciares pleistocénicos. La ensillada de Toldofilo ha desempeñado el papel de una divisoria entre las dos corrientes glaciares de modo que, actualmente, se extienden allí en direcciones N y S dos valles de formación glaciar, que descienden, abruptamente, el primero al río Topo, y el segundo a un afluente del río Verde (véase croquis N° 1). Existen los mismos fenómenos de la acción erosiva de los glaciares antiguos, la que hemos observado ya en el valle superior del río Topo. El subsuelo de la comarca se compone de micaesquistos de variable solidez. Consiguientemente en el primer valle curvado hacia el NE, el antiguo glaciar ha producido erosión selectiva, es decir, no ha podido profundizar el valle con igualdad de condiciones a lo largo de toda su extensión. Al contrario, resultó un descenso discontinuo. Se presentan ahora cuatro escalones altos sostenidos por esquistos duros, que ofrecieron mayor resistencia a la erosión glaciar que las demás pizarras suaves. Sobre los escalones se ha estancado el agua dando origen a los pantanos actuales.

Los escarpados picos negros del Cerro Hermoso (véase dibujo N° 2) se elevan encima de las ondulantes formas redondeadas de su zócalo enorme. Cinco cúspides están arrumbadas en línea larga de dirección N-S. La foto fue tomada desde la cadena de montañas al Oeste del macizo y muestra toda su anchura. Parece compuesto de estratos horizontales. Al extremo izquierdo, el potente pilar septentrional (4630m) domina el grupo. Su forma es de un obelisco gigantesco. Luego, separados por una ensillada, siguen hacia el Sur los cuatro picos más pequeños, todos unidos en su base por la muralla negra de las calizas empinadas.

Para familiarizarnos con su aspecto soberbio hemos bautizado las diferentes cúspides. El pico septentrional más impresionante nos pareció digno de representar un monumento al geógrafo de los Llanganates. Por eso recibió el nombre de Luciano Andrade Marín. A propuesta de mi compañero Jorge Pozo las cúspides siguientes en dirección Sur fueron denominadas Cristina y Walther Sauer. Mi hija que me ayudó en la fotografía, es probablemente la primera mujer que visitó el Cerro Hermoso. Al pico próximo le denominé Jorge Pozo para honrar a mi valiente compañero y amigo. La cúspide del bastión meridional fue bautizada pico Amador López, no sólo como recompensa a los servicios valiosos del viejo experto y capitán de nuestros peones, sino también en elogio de los once hombres bravos que han cargado sus bultos pesados a través de montes y pantanos, trepando o deslizándose por las cuestas más abruptas, siempre de buen humor.

Ya desde el campamento N° 3 habíamos visto el Cerro encantado. Allí ofrece su lado estrecho. El grueso pilar septentrional, el pico Luciano Andrade Marín, oculta la fila de los demás picos que siguen en dirección Sur, de modo que él sólo se deja ver superpuesto al zócalo como pirámide asimétrica con su lado escarpado hacia el Norte y la pendiente suave hacia el Sur.

En el dibujo N° 2 puede ser distinguida una loma negra, antepuesta al propio Cerro Hermoso. Pertenece a su zócalo y está representada en el perfil N° 3 por el signo altitudinal de 4175m. Observada desde lejos parece componerse de capas oscuras más o menos horizontales. No obstante, de su investigación detenida resulta lo siguiente: Los micaesquistos negros que integran la loma y que enseñan un buzamiento empinado hacia el Oeste, están cortados en bancos delgados horizontales y producen la impresión de que se trata de verdaderas capas estratificadas horizontalmente. Las fallas principales distan de 1 a 2 metros entre sí y están rellenadas de una especie de milonita fina de material pizarroso triturado y nuevamente cementado. Este fenómeno tectónico fue originado por el empuje orogénico horizontal efectuado después de la formación definitiva de las pizarras cristalinas del Cerro Hermoso y su zócalo representadas por micaesquistos muy variados, gneises y rocas eruptivas básicas gneisificadas.

Como ya mencioné, las rocas efusivas y piroclásticas del último período neoterciario se superponen, en la zona contigua a la depresión interandina, sobre las pizarras cristalinas de la Cordillera Oriental. La línea señalada en el croquis N° 1 indica el límite de la extensión del material volcánico por un curso sinuoso. En el valle del río Mulatos y en la parte oriental de la Cordillera de Jaramillo es donde las lavas andesíticas han avanzado lo más lejos en dirección Este; mientras que las pizarras cristalinas quedan desnudadas, cerca de la unión del río Patate con el río Chambo ya al pie occidental de la Cordillera Oriental.

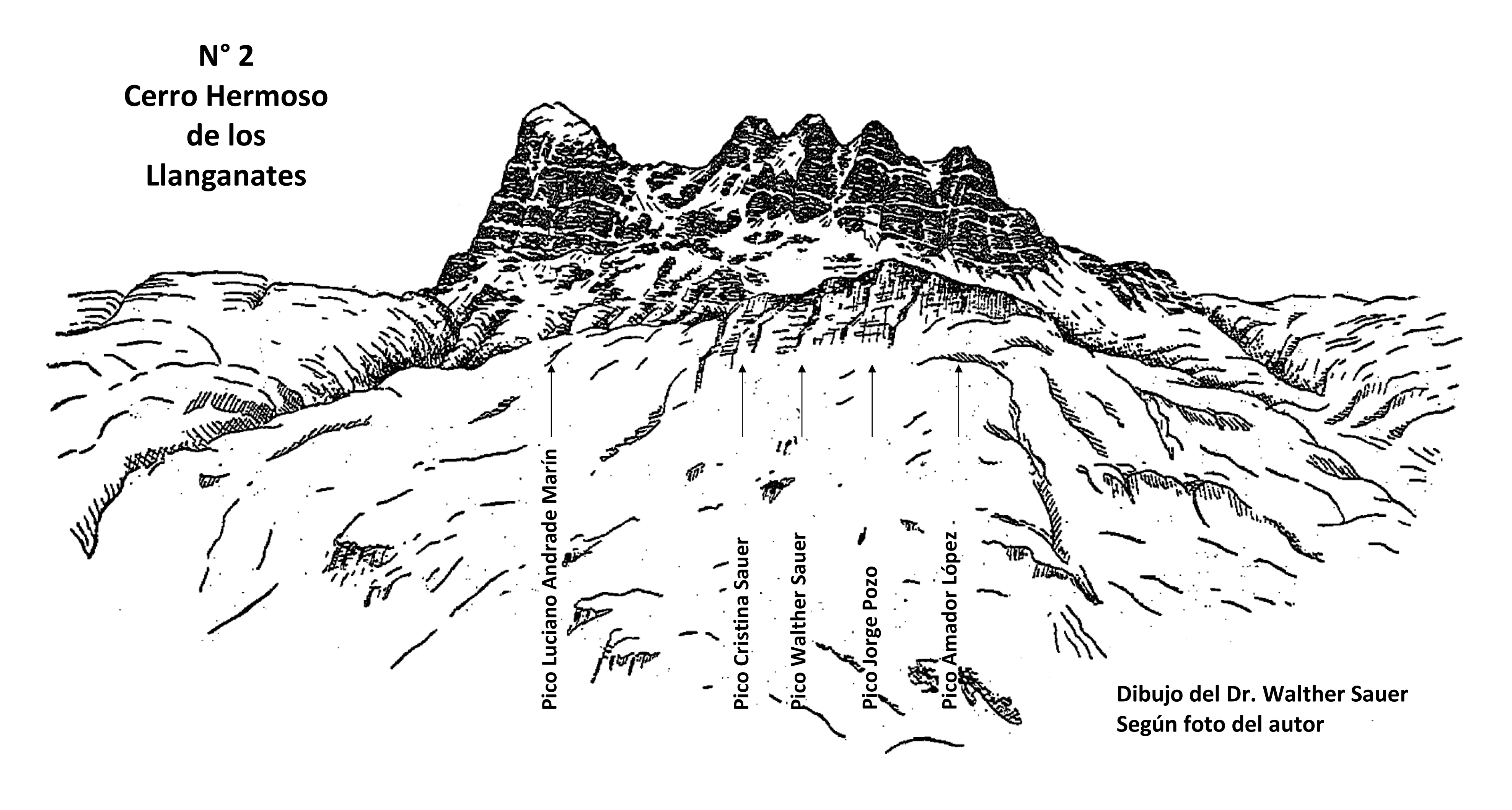


Figura 2. El Cerro Hermoso



Figura 2a. Fotografía del Cerro Hermoso

Las filitas, micaesquistos, mármoles y gneises albíticos de la cordillera se han formado por metamorfismo regional, procedentes de sedimentos de composición variada arcillosa, arenosa, margosa y calcárea de esporádico contenido orgánico, el cual ha suministrado la substancia carbonosa y grafitosa de algunos tipos de pizarras oscuras o negras. A trechos se habían intercalado entre los sedimentos originales, rocas efusivas de carácter básico, que podrían ser consideradas como representantes del magmatismo inicial respecto a la orogénesis. Conforme a la variabilidad constitucional de las rocas originales, en la Cordillera Oriental, los productos de la metamorfosis regional ofrecen a la vista una multitud extraordinaria de pizarras y micaesquistos. Sólo en la reducida área del Cerro Hermoso y de su zócalo encontramos un número considerable de especies interesantes de metamorfitos como muestra el perfil N° 3.

IIª – El Cerro Hermoso

El zócalo del cerro está constituido por las pizarras cristalinas, Nos. 1 a 9, enumeradas en el perfil N° 3.

He podido realizar su investigación microscópica en los laboratorios del Instituto Mineralógico de la Universidad "Johann Wolfgang Goethe" de Frankfurt a.M.

1) Micaesquisto moscovita calcáreo

Color gris oscuro. La superficie de la exfoliación estriada tiene brillo por la presencia de hojitas finísimas de moscovita. La sección transversal muestra alternación de capas finas claras y oscuras. Textura pizarrosa.

Investigación microscópica:

El micaesquisto se compone, en general, de un mosaico de pequeños granos de cuarzo. En las capitas oscuras predominan partículas finas de carbono o de grafitoide. Aparte de cuarzo hay granos de calcita y hojitas de moscovita, pero la cantidad de cuarzo supera la de calcita y moscovita. Localmente las capas finas arregladas en dirección paralela, se amoldan a los granos mayores de calcita. La pizarrosidad se origina por el arreglo paralelo de los minerales constituyentes alargados.

2) Micaesquisto ottrelita sericítico

Color gris claro. Grano finísimo. Las escamitas de sericita producen el brillo en la superficie de la exfoliación bien desarrollada. Textura marcadamente pizarrosa.

Investigación microscópica:

Fajitas de limitación poco precisa de mosaico cuarzoso finamente granulado contienen largos ejemplares lanciformes de ottrelita y alternan con fajitas de sericita con poco cuarzo fino. Zonas impregnadas de polvo de grafitoide atraviesan irregularmente la sección. Se insertan acumulaciones reducidas lentiformes de gránulos calcíticos. A trechos se encuentran partículas de albita.

En estos micaesquistos raramente aparecen concreciones de clorita de color verde oscuro, cuya investigación microscópica da el resultado siguiente: Están constituidas de un pavimento de cristales de clorita (0.5 a 2.0mm de ancho y de largo). Los intersticios muy reducidos se rellenan de calcita y epidota cristalizadas y de hojitas de moscovita. Cristalitos idiomórficos de cuarzo existen en los granos de calcita.

3) Gneis albita epidótico

Color gris verdusco. Grano fino. Textura paralela poco pizarrosa.

Investigación microscópica:

Predominan granos finos hasta medianos de albita de maclas polisintéticas estrechas, según la ley de albita. Junto con las albitas existen en la misma cantidad, gránulos de cuarzo. Pequeños cristales redondeados de epidota y pocas laminitas de biotita parcialmente cloritizada completan el contenido mineral.

4) Gneis albita moscovítico

Color gris claro. Grano fino hasta mediano. Algo más pizarroso que el N° 3. Brillo poco desarrollado. Textura paralela filiforme. A simple vista, series de minerales blancos agrupados en fila se reúnen formando varillas minúsculas entre sí paralelas e incluidas en hojitas de biotita.

Investigación microscópica:

La albita predomina formando maclas polisintéticas, a veces ajedrezadas, ligeramente cargadas de escamitas de sericita. Hay gránulos pequeños de cuarzo, cuya cantidad figura detrás de la de albita. En las fajitas de mosaico de cuarzo predominante, los granos mayores muestran entre nícoles cruzados extinción ondulante y bordes granulados de estructura de mortero. Las escamitas de moscovita, localmente, se congregan en filas densas amoldándose a las albitas mayores. La moscovita preferentemente se asocia con las albitas. Existen sólo pocas hojitas de biotita cloritizada.

5) Micaesquisto parecido al del N° 8 pero de menor potencia

6) Pizarra caliza

Color negro. En capas delgadas hasta gruesas. Textura uniforme. Cristales brillantes en la masa aparentemente homogénea.

Investigación microscópica:

Textura fajeada poco precisa. Fajitas de pequeños granos de calcita salpicadas de polvo grafitoide alternan con fajas de cristales de calcita más grandes libres de material carbonoso. Las partículas de grafitoide se encuentran comprimidas entre los granos calcíticos penetrando las partes exteriores de ellos. Además de las hojitas de moscovita arregladas más o menos en la dirección de las fajas paralelas hay pocos gránulos de cuarzo y cubitos de pirita.

7) Caliza pizarrosa parecida a la pizarra caliza del N° 6

Investigación microscópica:

Textura paralela finamente fajeada muy pronunciada, las calcitas alargadas son rigurosamente arregladas en la dirección de las fajas. Tamaño de las calcitas: 0.3 a 0.6mm de largo, 0.1 a 0.2mm de ancho. Los polvos carbonosos están finamente comprimidos entre las fajas calcíticas. Aislados granos de cuarzo y hojitas de moscovita. Muy pocos cubitos de pirita.

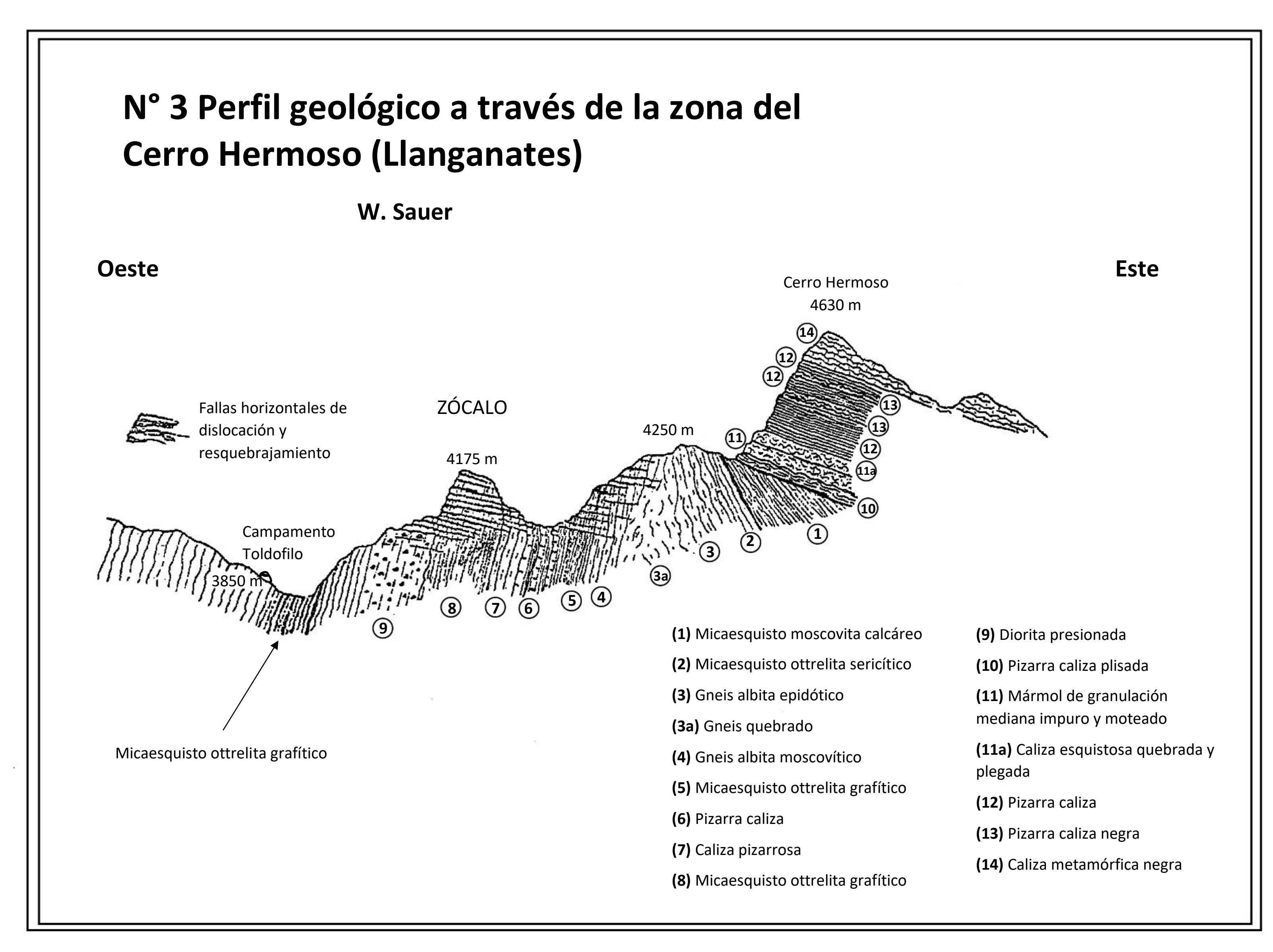


Figura 3. Perfil Geológico a través de la zona del Cerro Hermoso (Llanganates)

8) Micaesquisto ottrelita grafítico

Color gris oscuro brillante. Grano fino. Pizarrosidad muy pronunciada. Superficies plisadas de las planchas de exfoliación. Fajas claras alternantes con fajas oscuras conforme al menor o mayor contenido de grafitoide.

Investigación microscópica:

Textura paralela pizarrosa y ondulada; en secciones transversales de ondulación finísima.

Sección longitudinal: fajas alternantes claras y oscuras de pocos milímetros de espesor. En las fajas claras los cuarzos alargados de extinción ondulante y las ottrelitas largas (0.4 a 1.2mm de largo, 0.3 a 0.5mm de ancho) están ordenadas estrictamente en dirección de la textura paralela. Las fajas oscuras se distinguen por gran cantidad de polvo grafitoide y de escamitas de sericita paralelamente ordenadas. Poco contenido de cuarzos alargados. Existen también unos granos incoloros de zoisita.

Sección transversal: Textura ondulada. Fajas bien onduladas hasta plisadas, claras y oscuras de la misma composición que muestran las de la sección longitudinal. Los cristales de ottrelita transversalmente cortados se arriman con menor precisión a las curvaturas de la textura.

9) Diorita presionada (anfibolita)

Color claro amarillento pintado de manchas de gris verdoso oscuro. De grano grueso a mediano. Textura uniforme granular, ligeramente paralela a causa de la presión orogénica. Estructura ofítica. Predominan feldespato y anfíbol.

Investigación microscópica:

Anfíbol actinolizado de color gris verdusco pálido, apenas pleocroítico. Maclas gruesas de términos deshilachados. Los extremos de los granos a veces torcidos. Tamaño hasta 1.5mm.

Plagioclasa completamente descompuesta (se trata de una muestra de la superficie de la roca, un largo tiempo expuesta a las intemperies). Su determinación como oligoclasa-andesina se verificó en las partes raras menos descompuestas, llenas de escamitas de caolín y clorita. Maclas polisintéticas. Tamaño de 0.6 a 1.0mm y más grande. Raras hojas de biotita parcialmente cloritizada. Como accesorios se encuentran pequeños cristales de rutilo y titanita.

Las peñas negras escarpadas del Cerro Hermoso de estratificación aparentemente horizontal están integradas de los siguientes tipos de rocas, Nos. 10 a 14 del perfil N° 3, cuya configuración microscópica he investigado también en el Instituto Mineralógico de la Universidad de Frankfurt a.M.

10) Pizarra caliza

Color negro. Grano fino. Embancadas delgadas. Textura paralela marcada por capitas finas de calcita blanca. Cristalitos de calcita diseminados en la masa se hacen notar por su reflejo brillante.

Investigación microscópica:

Se manifiesta, sorprendentemente, una textura de remolinos, la que representa el revolvimiento singular de los componentes minerales, causada por presiones y movimientos orogénicos. Las capas se han resbalado una sobre otra produciendo entre ellas repliegue, torsión y revolución de la masa calcárea finamente fajeada (véase microfoto N° 4).

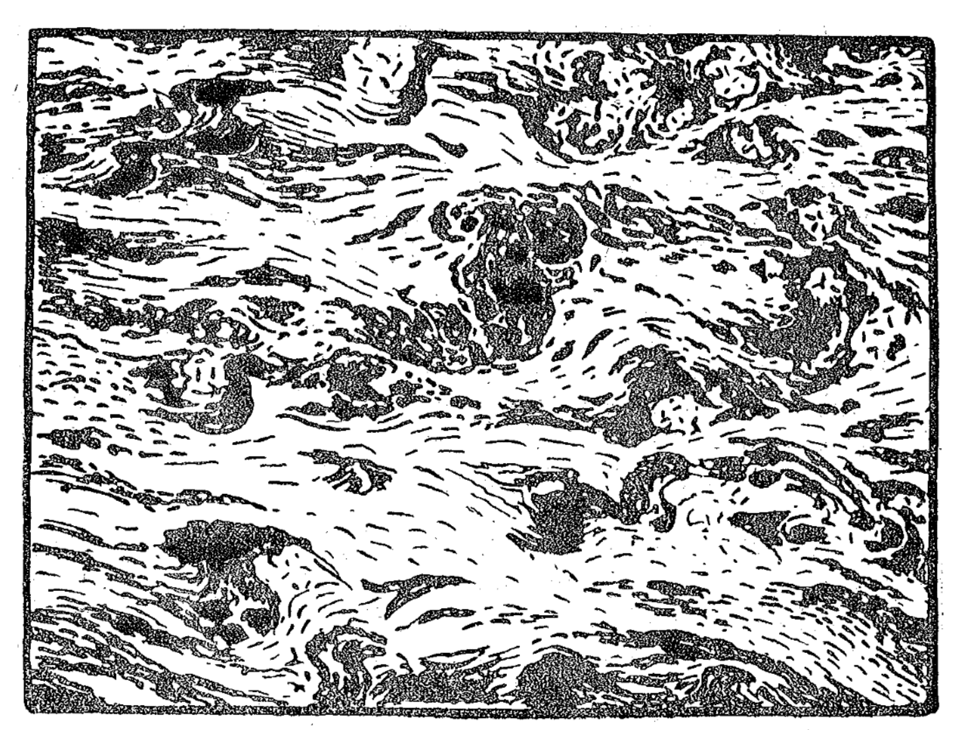
Las fajas carbonosas de grafitoide, originalmente continuas, están despedazadas y dislocadas por el movimiento de traslación que realizaron las capas de calcita. Los cristales de calcita se han alargado considerablemente (largo 0.4mm, ancho 0.02mm) experimentando una torsión en forma de letra S, unidos con pocos cuarzos ondulantes estirados y hojitas mínimas de moscovita intercaladas.

Las partículas de grafitoide se amontonan delante y detrás del núcleo de los remolinos, formado de un agregado redondo de pequeños cuarzos.

En la sección transversal las fajas resultan ser fardos minúsculos de cristales calcíticos alargados envueltos en masas ricas en polvo de grafitoide.

La pizarra caliza es la base del propio Cerro Hermoso, la que se apoya inmediatamente sobre el zócalo (véase perfil N° 3). La estructura y textura microscópicas de esta pizarra revelan que había servido como lubricante para la traslación de la mole superpuesta a su lugar actual, la que resbaló sobre el zócalo. Aún cuando esta pizarra se asemeja mucho, por su aspecto superficial, a las calizas pizarrosas Nos. 6 y 7 la diferencia microscópica es enorme. Los Nos. 6 y 7 muestran sólo una textura paralela sencilla causada por la simple presión orogénica sin la reproducción del estiramiento y arremolinamiento como consecuencia del movimiento de traslación. La relación entre el largo y ancho de los cristales calcíticos en las calizas Nos. 6 y 7 es 3:1, en la pizarra caliza N° 10 es 20:1.

Figura N° 3a. Microfoto de la pizarra caliza N° 10. Aumento 20 × 1.



Blanco: Calcita y cuarzo

Negro: Grafitoide

11) Mármol de granulación fina a mediana

Color gris oscuro. Confusamente fajeado y moteado. Las fajas claras y manchas tienen tono algo amarillento por hidróxido de hierro. Textura uniforme.

Investigación microscópica:

Estructura de pavimento entremezclado con fragmentos de pizarra caliza finamente fajeada por filas de polvo de grafitoide. Se trata evidentemente de restos de calizas negras pizarrosas, parecidas a la N° 10, las que por revoluciones orogénicas ya mencionadas han sufrido una destrucción completa y transformación posterior por recristalización de las masas trituradas, que se presentan actualmente como mármol con residuos de la fragmentación sufrida. Los granos de calcita carecen de orientación ordenada. En las partes oscuras se notan mayores cantidades de polvo carbonoso en contraposición a las fajas claras. Pocas hojitas de moscovita, además partículas de cuarzo con ottrelita.

11a) Caliza esquistosa milonítica quebrada y plegada, color negro.

12) Pizarra caliza

Color negro. Cubitos de pirita. Capas oscuras alternantes con capas blancas de pizarra calcárea cristalina. Las últimas producen, vistas desde lejos, la impresión de estratificación horizontal ya mencionada (véase foto N° 2a).

Investigación microscópica:

En las capas negras se observa textura paralela. La pigmentación por el polvo grafitoide de diferente intensidad en las distintas fajas, causa el fenómeno de textura fajeada imprecisa. Por las calcitas paralelamente alargadas se constituye además la textura paralela, pronunciada por hojitas de moscovita situadas en la misma dirección. Pocos granos de zoisita.

En las capas claras se manifiesta textura paralela de granos medianos de calcita poco alargados. Zonas nebulosas de pigmentación débil por el polvo carbonoso. Pocos granos de cuarzo de extinción ondulante, alargados en dirección de la textura paralela.

13) Pizarras calizas negras

Parecidas a las del N° 12, fuertemente onduladas.

Las pizarras calizas de los Nos. 12 y 13 constituyen las paredes casi verticales del lado occidental del Cerro Hermoso.

14) Caliza metamórfica negra

Se encuentra en la parte cimera del cerro. Disyunción en bancos gruesos. Capas serpenteadas de color gris claro atraviesan las masas, aparentemente uniformes y macizas, indicando el efecto del movimiento orogénico.

Al Oeste de la ensillada de Toldofilo afloran esquistos micáceos de diferente tipo. Entrando en la cuenca hidrográfica del río Verde por la Puerta (véase croquis N° 1) observamos una zona de granitos presionados que denominé tipo Puerta. Son muy parecidos a los granitos y dioritas presionados del macizo descubierto por el corte del valle Pastaza entre el río Verde y la hacienda de San Francisco. Por su afloramiento típico cerca del sitio Azafrán, recibió el nombre de granito de Azafrán.

De las investigaciones se deduce que la serie de pizarras calizas del Cerro Hermoso pertenece al gran grupo general de las pizarras cristalinas de la Cordillera Oriental. No son idénticas con las calizas del tipo Napo que afloran en la unión del río Topo con el río Pastaza. Representan rocas metamórficas fuertemente transformadas y movidas por la acción orogénica de plegamiento y traslación. Por lo pronto, su edad geológica exacta no puede ser determinada con suficiente certeza.

Como se indica en el perfil N° 3 las pizarras calizas buzan hacia el Este, aproximadamente de 20 a 25 grados y descansan discordantemente sobre las pizarras cristalinas del zócalo de mucho mayor buzamiento (45 a 60°) hacia el Este.

Más adelante trataré de interpretar todo el conjunto de mis observaciones geológicas y tectónicas.

II^{b} – Perfil geológico a lo largo del río Pastaza entre la hacienda de San Francisco y el Cerro Abitagua.

Para completar las observaciones anteriores, por comparaciones entre las condiciones geológicas del Cerro Hermoso y las de las regiones vecinas, fue necesario hacer unas investigaciones adicionales especialmente entre el río Verde y el río Zuñac. Desde las Juntas, la unión de los ríos Chambo y Patate se extiende a lo largo del río Pastaza, una serie de filitas, pizarras cloríticas y talcosas y de cuarcitas.

Durante el proceso de levantamiento de los Andes, el núcleo de la Cordillera Oriental se alzó en mayor grado que sus bordes, rompiendo la corteza terrestre a lo largo de fallas rupturales de dirección longitudinal N-S. Sobre una de ellas se abrió el volcán Tungurahua. Por el levantamiento desigual en escalones afloran, río abajo, las rocas de metamorfismo más intenso. Bajando el valle aparecen los tipos variadísimos de esta clase de rocas uno tras otro: micaesquistos, gneises albíticos, cuarcitas; cerca del río Blanco: actinolitas, mármoles, pizarras grafíticas, gneises albíticos, gneises conglomeráticos y nuevamente cuarcitas; luego pizarras migmatíticas, gneises albíticos y micaesquistos. La dirección de estas pizarras y gneises es predominantemente N-S, con desviaciones locales hacia NE y NO. Buzan regularmente hacia el Oeste con 70 a 80°.

Los micaesquistos últimamente mencionados se encuentran en contacto con granitos y dioritas presionados. Han producido en los micaesquistos fenómenos de contacto termo-químico bien marcados, los que pueden ser observados como halos de contacto de la apófisis aplítica del macizo granítico. Consiguientemente los plutonitos presionados son más jóvenes que las pizarras cristalinas.

La zona de granitos de Azafrán tiene su límite abrupto por la falla que margina el lado occidental de la depresión Margajitas-Topo, cuya sección transversal se extiende desde la hacienda de San Francisco hasta el pie del Cerro Abitagua (véase croquis N° 1 y perfil c del plano N° 5). Por los geólogos de la Shell Co. la depresión ha recibido la denominación de Topo-Quijos. En esta depresión se han hundido, desde niveles más altos, las pizarras arcillosas apenas metamorfizadas de colores oscuros a negros. Se llaman Formación de Margajitas por el nombre del río que pasa por allá. Ocupan el área entre el río San Francisco y el río Negro. En la cercanía de la hacienda San Francisco muestran direcciones variables de N50°O a N20°E y buzamientos de 35 a 65° hacia el O, trastornos tectónicos causados por la vecindad de la falla arriba mencionada. Su dirección regular es N20°O y el buzamiento de 35 a 65° hacia el Oeste. Su edad geológica estimé como paleozoica. H. J. Tschopp las ha atribuido al Precarbonífero, porque se asemejan mucho a una serie de estratos plegados de esta edad de la Cordillera de Cutucú en el Oriente, serie de nombre de Formación de Pumbuiza, la que por su parte soporta capas del Carbonífero superior con fósiles claramente reconocibles. La Formación de Pumbuiza ha experimentado dislocaciones fuertes.

Entre la hacienda Victoria, debajo de la de San Francisco, y el río Negro afloran arcillas pizarrosas de color más claro y aún menos metamorfizadas que las pizarras de Margajitas. Desde el río Negro hasta el pie del Cerro Abitagua se descubre una franja de sólo dos kilómetros de ancho de paquetes sedimentarios hundidos de E a O en forma de escalones, descendiendo cada vez a mayores profundidades. El escalón resbalado por una falla casi vertical, inmediatamente sobre el granito del Cerro Abitagua, está compuesto por arenisca cretácica de Hollín metamorfizada, el escalón siguiente se constituye de caliza de Napo (rumbo N15°E, buzamiento 50° O), habiéndose deslizado sobre el anterior, y más al O se encuentran los Red Beds de Tena en posición empinada con buzamiento fuerte hacia el Este. Estos tres escalones representan las partes más hundidas de la depresión Margajitas-Topo. H. J. Tschopp los califica como formadores de la parte sinclinal de un pliegue agudo pellizcado entre el Cerro Abitagua y las pizarras de Margajitas, cuyo lado occidental haya desaparecido por ser aplastado. Contrariamente a la arenisca de Hollín, la caliza de Napo no está metamorfizada o, en parte, sólo en pequeño grado, a pesar de que no dista mucho del granito. Fácilmente esta contrariedad puede ser aclarada por la existencia de la falla entre los dos escalones, la que hizo descender la caliza no metamorfizada, originalmente situada a mayor distancia, poniéndola inmediatamente al lado de la arenisca de Hollín fuertemente transformada y poco distante del granito mismo. Estos fenómenos tectónicos evidencian que la edad del granito de Abitagua es post-Napo, es decir post-Albiense. Como el granito no muestra efectos de presión, quiere decir, que él ocupó su lugar después de las fases orogénicas principales del plegamiento andino terciario. Su edad puede ser considerada neoterciaria en contraposición a la del granito presionado de Azafrán de la serie cristalina, al lado occidental de la depresión.

La edad del granito de Azafrán debe ser atribuida a una época precedente del Cretácico superior, porque ha sufrido las presiones de la orogénesis andina. Por otra parte, este granito produjo fenómenos de contacto en las pizarras cristalinas y, además, incluye fragmentos de pizarra de Margajitas, lo que comprueba su edad menor que la de estas pizarras o sea menor que el Precarbonífero.

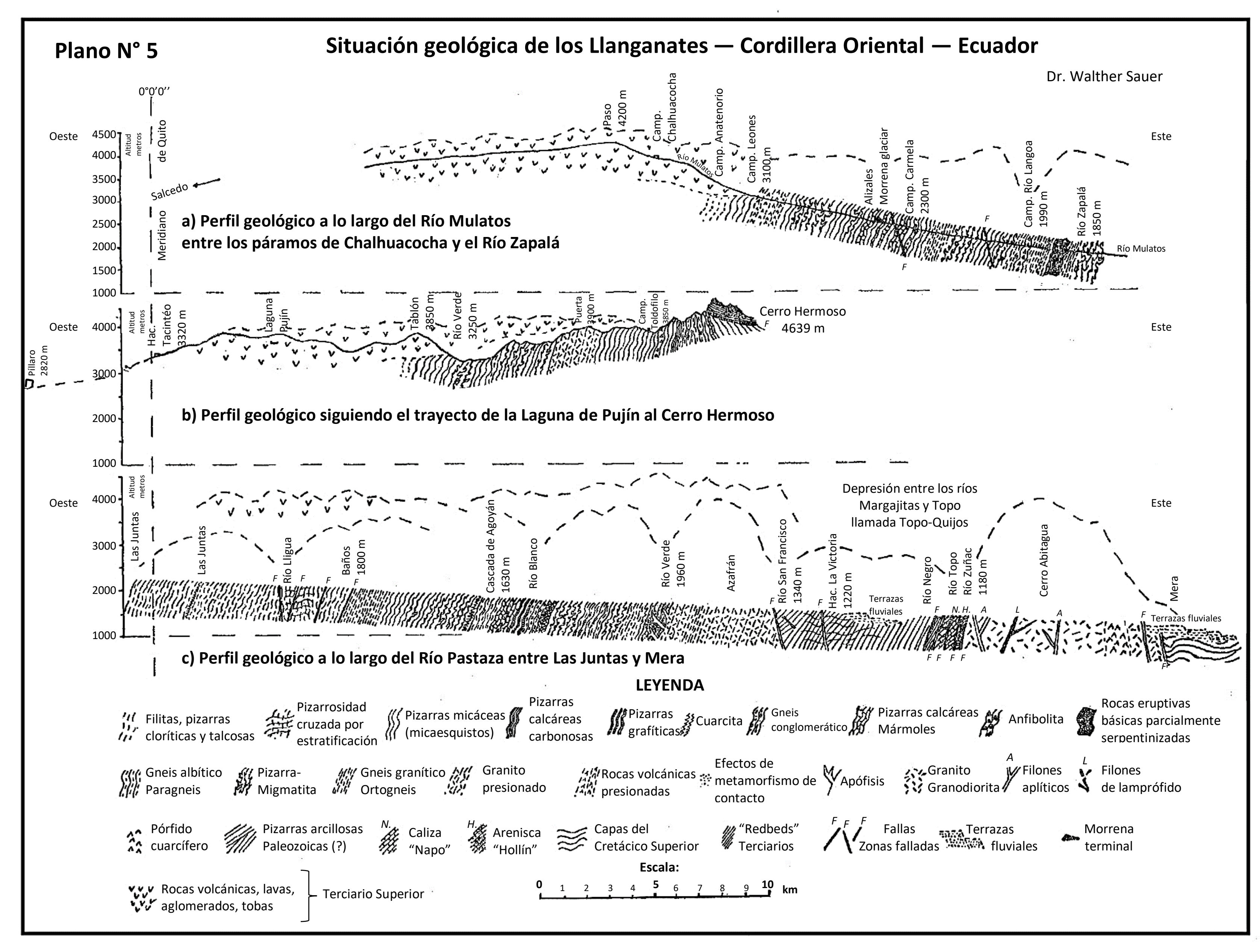


Figura 4. Plano N° 5. Situación geológica de los Llanganates

Estimo la depresión de Topo-Quijos o, refiriéndonos a nuestra zona, de Margajitas-Topo como hundimiento relativo ocasionado durante el Pleistoceno, cuando las cordilleras se levantaron en variada escala, rompiéndose en fracciones longitudinales, procesos que causaron también el hundimiento relativo de la zona interandina. Bajo el nombre de Topo-Quijos, nuestra depresión se prolonga hacia el Norte a lo largo de los macizos granodioríticos-porfiríticos de Abitagua, Sacha-Llanganati, Guacamayo, Huacra-urcu y Cerro Pax, los que forman el borde oriental de la depresión cuyo ancho es de 10 kilómetros por término medio. Luciano Andrade Marín había distinguido la misma depresión entre los Llanganates y la Cordillera Sacha-Llanganati, nombre que dio a la prolongación septentrional del Cerro Abitagua. Los exploradores italianos, Rei y Boschetti, compañeros de L. A. Marín han atravesado la depresión hasta el pie de la Cordillera Sacha-Llanganati descubriendo el río Boschetti que desagua la depresión hacia el Norte y se une finalmente con el río Mulatos (véase croquis N° 1).

II^{c} – Perfil geológico a lo largo del río Mulatos

A partir de Salcedo la carretera oriental avanza hacia la cresta de la Cordillera Oriental. Sigue primero el Valle del río Guapante hasta la altura del paso, luego baja hacia la laguna Chalua-cocha y alcanza el curso superior del río Mulatos, después de haber pasado los campamentos de Ana Tenorio y de Leones (véase croquis N° 1).

Allí el área cubierta de material volcánico se extiende muy lejos hacia el Este, como se puede desprender del croquis N° 1 y del perfil geológico “a” del plano N° 5. Cerca del campamento Leones afloran porfiritas presionadas que pertenecen ya a la zona de las pizarras cristalinas.

Morfológicamente el paisaje está caracterizado en la región alta alrededor de la laguna Chalua-cocha, por las formas redondeadas de cerros y valles, habiendo resultado de la acción erosiva de los glaciares pleistocénicos. Desde su principio el valle del río Mulatos pone de manifiesto la típica forma ancha de corte transversal de letra U. Río abajo, en el sitio del codo, donde cambia su dirección de SE a NE, siguiendo a una línea de fallas del mismo rumbo, termina su forma amplia por una morrena glaciar amontonada a través del fondo del valle. El río corta las masas morrénicas y su valle se estrecha y profundiza escarpadamente por mera erosión fluvial. Las pizarras migmatíticas están reemplazadas por mármoles impuros de color gris oscuro cerca del campamento Carmela (véase perfil “a” del plano N° 5). Luego el macizo, constituido de pizarras migmatíticas y de granitos presionados, obliga al río a cortar un cañón estrecho a través de las rocas resistentes utilizando las resquebraduras de las fallas. En la composición del subsuelo siguen alternando micaesquistos y pizarras inyectadas con migmatitos hasta la unión del río Langoa con el río Mulatos. El primero proviene de un valle longitudinal de dirección N-S, al que ambos siguen un trecho de 300 metros para romper nuevamente las pizarras en dirección transversal hacia el Este.

La cueva del campamento Langoa se ha formado debajo de una falla de superposición de rumbo NNE y buzamiento de 25° hacia SSE. Entre los granitos gnéisicos predominantes se intercalan ofiolitos presionados y metabasitos, más o menos serpentinizados de contenido interesante de níquel, que en algunos puntos asciende hasta 0.5 o 1.2% de la roca ultrabásica. Hasta la desembocadura del río Zapalá afloran pizarras migmatíticas, mármoles impuros y micaesquisto oligístico. Granitos gnéisicos dan origen a otras cataratas en el río. Ofiolitos serpentinizados afloran entre migmatitos y gneises pizarrosos. El río Zapalá ha arrastrado, hacia su unión con el río Mulatos, gran número de bloques de metabasitos y ofiolitos igualmente serpentinizados.

A pesar de que este sitio se encuentra a 15 kilómetros al Este del meridiano del río San Francisco (véanse los perfiles “a” y “c” del plano N° 5) todavía la depresión de Topo-Quijos no ha aparecido, porque al Norte del río Pastaza, se desvía algo hacia el Este y forma una curva reproducida en el croquis N° 1.

III – Tectónica e historia geológica

Desde el primer momento el Cerro Hermoso ofrece un aspecto extraordinario. Extraña el contraste entre la parte superior negra de sus cúspides verticalmente escarpadas y el zócalo de color claro modelado por líneas horizontales suavemente onduladas. En mayor escala aún, las particularidades del zócalo difieren no sólo de las del propio Cerro Hermoso, sino también de las de la constitución tectónica generalmente observada en la Cordillera Oriental.

Desde el Oeste hasta la altura señalada por 4250m (véase perfil N° 3) al pie de las murallas calizas empinadas encontramos el buzamiento regular de las pizarras y gneises, de 70 a 80° hacia el Oeste. Debajo de la altura mencionada, se manifiesta de repente una zona de fragmentación y repliegues de los gneises, a los que se adosan con buzamiento oriental, es decir, opuesto al anterior normal, los gneises y pizarras cristalinas. Debajo del Cerro Hermoso mismo, el anormal buzamiento oriental disminuye desde 70° a 60 y 55°. Sin embargo, el paquete enorme de las calizas pizarrosas poco inclinadas del cerro descansa discordantemente sobre las pizarras cristalinas del zócalo de buzamiento mucho más fuerte. También hemos visto (véase N° 10 del perfil N° 3) que las pizarras calizas negras de la parte inferior del paquete forman inmediatamente el contacto discordante contra las pizarras empinadas oblicuamente cortadas del zócalo, y muestran estructuras y texturas microscópicas muy especiales de movimiento y revolvimiento. Macroscópicamente están onduladas, plegadas y parcialmente quebradas como los mármoles y calizas esquistosas de los Nos. 11 y 11a. Todos estos fenómenos afirman, como ya mencioné en la ocasión de las investigaciones microscópicas del capítulo IIª, el acontecimiento tectónico de la traslación del paquete de calizas negras resbalando por encima de su base a lo largo del plano de movimiento, representado por las calizas N° 10, para llegar a su posición actual sobre el zócalo.

Hay otro fenómeno que salta a la vista: la parte occidental del zócalo cristalino está fraccionada formando un innúmero de bancos más o menos horizontales entre sí paralelos y distantes de 0.5 a 1.0 metros separados por fallas planas que cruzan transversalmente las pizarras empinadas, como se puede observar en la loma 4175m (véase perfil N° 3). También en la parte septentrional del zócalo las pizarras muestran el mismo fenómeno.

El fraccionamiento horizontal arriba descrito tuvo lugar después del plegamiento de la cordillera porque afectó las pizarras definitivamente metamorfizadas a causa de las presiones orogénicas del plegamiento.

En relación a las condiciones geológicas del río Pastaza y del río Mulatos, la tectónica del Cerro Hermoso y de su zócalo puede ser interpretada como sigue:

Existen dos circunstancias de importancia decisiva que permiten explicar el origen de las estructuras tectónicas presentadas al observador en la actualidad, y que prestan ayuda a la tentativa de determinar la edad geológica de las diferentes fases orogénicas.

1) El fraccionamiento horizontal secundario de las rocas cristalinas del zócalo del Cerro Hermoso, fue originado, evidentemente, por el empuje orogénico horizontal que ha volcado los esquistos de la parte oriental del zócalo cambiando la original vergencia occidental de ellos en vergencia oriental opuesta, y produciendo el resquebrajamiento de los gneises 3a del perfil N° 3 debajo de la altura 4250m. Las pizarras y gneises siguientes hacia el Oeste no han reaccionado más al empuje por volcamiento y cambio de vergencia sino por fraccionarse en capas horizontales entre si paralelas y poco distantes resbalando una sobre otra hacia el Oeste y produciendo entre sí grietas llenas de material pétreo finamente molido por la fricción. Estas bancadas pseudoparalelas rompen las pizarras de posición casi vertical. De estos fenómenos singulares se puede deducir que se ha realizado la superposición del Cerro Hermoso sobre su zócalo por traslación desde el Este o por un movimiento de infraposición desde el Oeste; porque hay que considerar las direcciones de los movimientos como relativas.

2) Las pizarras negras poco metamorfizadas de Margajitas (véase el perfil “c” del plano N° 5) corresponden a la formación de Pumbuiza de la Cordillera Cutucú, formación que pertenece al Precarbonífero fuertemente dislocado y cubierto del Carbonífero superior aparentemente menos perturbado. La discordancia entre ambas formaciones no está comprobada con seguridad. Aparentemente se manifiestan allí dos períodos orogénicos: primero, el que afecto sólo la formación precarbonífera de Pumbuiza correspondiente a una fase varística (neopaleozoica) y segundo, el posterior mesozoico-terciario.

Para penetrar más en la historia geológica de la Cordillera Oriental tenemos que referirnos a las investigaciones geológicas realizadas en el Perú por el geólogo alemán Gustav Steinmann. Allá se observan discordancias muy pronunciadas entre las formaciones paleozoicas y las pizarras cristalinas. Las capas devónicas y carboníferas plegadas están superpuestas en discordancia fuerte sobre las filitas, micaesquistos y gneises de posición empinada; a veces los estratos paleozoicos se encuentran pellizcados entre las pizarras cristalinas. Consiguientemente ha existido ya una cordillera plegada predevónica cuya orogénesis debe ser considerada como caledónica (taconic orogeny) o por su parte ya como algonkiense. G. Steinmann la denomina orogénesis de Marañón.

Las condiciones tectónicas de la Cordillera Oriental ecuatoriana han de ser iguales, aunque, hasta ahora, no se haya observado la superposición directa autóctona de las capas paleozoicas sobre las pizarras cristalinas.

Echemos un vistazo a la Cordillera Occidental. En sus crestas encontramos las capas empinadas (buzamiento occidental) de conglomerados y areniscas presentadas como formación sedimentaria más moderna, la que durante el Senoniense superior (Maestrichtiense) ha sido depositada en estratos horizontales. Son los cantos rodados, guijarros y arenas que arrastrados por la erosión y denudación de una cordillera preexistente, es decir, de la Cordillera Oriental estructurada ya en aquellos tiempos, fueron transportados al océano cretácico, que bañó inmediatamente el pie occidental de la vieja Cordillera Oriental. Por tanto, antes del plegamiento de la joven Cordillera Occidental, al fin del Cretácico y durante el Terciario, existía ya la Cordillera Oriental, cuyo origen se atribuye a las orogénesis anteriores, probablemente a la caledónica y talvez ya a la algonkiana. Ha experimentado los efectos de todas las siguientes fases orogénicas por lo que se explica la formación de las pizarras cristalinas y granitos presionados y gnéisicos.

En el valle del río Pastaza (perfil “c” del plano N° 5) he averiguado, que el granito presionado de Azafrán forma contacto con micaesquistos a través de las que emite apófisis aplíticas, que han causado efectos bien perceptibles de metamorfismo de contacto. El granito y las aplitas son fuertemente cataclásticas por presión y muestran pizarrosidad naciente. Además, el geólogo A. Wurm localizó en el granito fragmentos de las pizarras de Margajitas, situadas inmediatamente al Este, cuya edad hemos considerado como precedente al Carbonífero superior. Por esta razón el granito presionado es no sólo más joven que las pizarras cristalinas sino también que la formación de Margajitas, es decir, puede tener edad neopaleozoica, porque la hemos equiparado, según H. J. Tschopp, con la formación de Pumbuiza precarbonífera. De este modo es posible deducir que el granito tomó su lugar al fin de la orogénesis varística y fue presionado por las orogénesis siguientes especialmente por las muy eficaces neocretácica y terciaria (Nevadian y Laramide orogenies), cuando la Cordillera Occidental fue plegada y comprimida contra la Oriental. Hacia el fin de las fases orogénicas eoceno-miocénicas se efectuó la intrusión del granito de Abitagua, el cual carece de fenómenos de presión.

Hasta el fin del Terciario ambas cordilleras habían sido denudadas y aplanadas considerablemente. Los productos de erosión se habían amontonado y depositado en ambos lados de las cordilleras formando sedimentos potentes de material clástico.

En el geosinclinal descendiente del mar terciario, al pie de la Cordillera Occidental, se acumularon sedimentos marinos de potencia de miles de metros, que contienen horizontes de petróleo. Los conocemos ahora como las formaciones terciarias del Litoral.

En cambio, los productos de la denudación de la Cordillera Oriental han suministrado los materiales clásticos de los Red Beds de la formación llamada Oriente en la zona subandina oriental. Son sedimentos preferentemente terrestres-fluviales y de agua salobre.

En los últimos tiempos del Plioceno se inicia el levantamiento de los Andes, el que deja hundirse relativamente, la zona interandina entre las Cordilleras Occidental y Oriental. Igualmente se hundió la depresión Topo-Quijos cuya parte situada entre los granitos de Azafrán y Abitagua hemos conocido.

IV – Resumen

Cerro Hermoso:

Las pizarras calizas metamórficas de color negro que constituyen la mole del Cerro Hermoso propiamente dicho, pertenecen a la formación antigua de las pizarras cristalinas, componentes esenciales de la Cordillera Oriental. No pueden ser equiparadas a la caliza de Napo que aflora cerca del río Topo.

El zócalo del cerro está integrado por micaesquistos y gneises de posición empinada. Durante las orogénesis eficaces cretácicas y terciarias (Nevadian y Laramide orogenies) el empuje orogénico proveniente relativamente desde el Este ha volcado la parte oriental de las pizarras cristalinas del zócalo, cambiando su original buzamiento occidental en buzamiento oriental. Las empinadas pizarras y gneises de la parte occidental del zócalo no reaccionaron más al empuje por volcamiento sino por fraccionarse en bancos horizontales separados entre sí por los planos paralelos que cruzan transversalmente las pizarras casi verticales.

Por el mismo empuje orogénico el paquete de pizarras calizas negras del propio Cerro Hermoso ha sido trasladado sobre el zócalo deslizando por encima de los micaesquistos y gneises del zócalo, decapitados transversalmente por el plano de movimiento trasladador. Las pizarras calizas negras descansan, de este modo, discordantemente sobre los micaesquistos y gneises subyacentes.

Edad geológica de las Cordilleras:

La Cordillera Occidental plegada durante la orogénesis cretácica-terciaria iniciada al fin del Cretáceo y continuando hasta el Mioceno, es más joven que la Cordillera Oriental en cuanto a su composición petrográfica y a su estructura tectónica. El origen de la Oriental remonta a la orogénesis caledónica (Taconic orogeny) y talvez a una anterior.

Los granitos presionados de Azafrán y de la Puerta han tomado sus lugares en la Cordillera Oriental al fin de la orogénesis varística (Apalachian orogeny) como intrusiones post-orogénicas. Han experimentado las presiones orogénicas de los períodos posteriores. El granito de Abitagua del borde oriental de la depresión Topo-Quijos, no muestra huellas de compresión; su edad geológica debe ser considerada como neoterciaria.

V – Literatura

ANDRADE MARÍN LUCIANO (1936) Viaje a las misteriosas montañas de Llanganati, Imprenta Mercantil, Quito.

REISS WILHELM (1921) Reisebriefe aus Südamerika, 1868-1876. Duncker und Humblot, München und Leipzig.

SAUER WALTER (1943) El Mapa Geológico de Quito 1:25000. Servicio Geográfico Militar, Quito.

SAUER WALTER (1943) Memoria Explicativa del Mapa Geológico de Quito. Imprenta Universidad Central, Quito.

SAUER WALTER (1950) Contribuciones para el conocimiento del Cuaternario en el Ecuador. Imprenta Universidad Central, Quito.

SAUER WALTER (1950) Mapa Geológico del Ecuador 1:1500000. Orell Füssli, Zürich.

SAUER WALTER (1957) El Mapa Geológico del Ecuador. Texto explicativo. Edición e Imprenta de la Universidad Central, Quito.

STEINMANN GUSTAV (1929) Geologie von Perú, Carl Winters Universitätsbuchhandlung, Heidelberg.

THALMANN H. E. (1946) Micropaleontology of Upper Cretaceous and Paleocene in Western Ecuador. Bull. of the American Ass. of Petroleum Geologists. Vol. 30, N° 3.

TSCHOPP H. J. (1948) Geologische Skizze von Ecuador. Bull. der ver. Schweiz. Petroleumgeologen und-Ingenieure. Vol. 15, N° 48.

WURM A. (1940) Zur Geologie von Ecuador. Neues Jahrb. Min. Beil. Bd. 83, Abt. B.

α